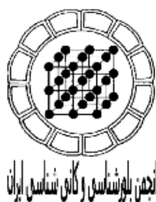
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۲۳ تا ۱۳۴



دما و فشارسنجی توده گرانیتوئیدی ممزار و مفهوم زمین‌ساختی‌ماگمایی آن

اسما نظری‌نیا[1]، محسن مرتضوی*[1]، محسن آروین[2]، محمد پوستی[1]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۲/۷، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۱۰)

چکیده: توده گرانیتوئیدی ممزار در استان کرمان قرار دارد و از نظر ساختاری در بخش جنوب‌شرقی کمان ماگمایی ارومیه‌دختر رخنمون یافته است. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، این توده از چهار واحدسنگی دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز (آندزین)، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز)، کوارتز، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، بیوتیت و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. بررسی شیمی دو کانی پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلاز با An_{33-47} از نوع آندزین و آمفیبول از نوع مگنزیوهورنبلند (کلسیمی) است که با ماهیت I بودن ماگما همخوانی دارد. بیوتیت‌ها نیز دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg)>0.33$ بوده و از منیزیم غنی هستند. بر اساس نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3، ترکیب آمفیبول‌ها نمایانگر دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌هاست. به کار گیری دما- فشارسنج‌های مختلف چون مقدار آلومینیوم در هورنبلند و زوج کانی پلاژیوکلاز- هورنبلند نشانگر میانگین فشار حدود ۱٫۱۴ کیلوبار و دمای ۶۶۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد برای توده نفوذی است. شیمی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول بیانگر آن است که این توده گرانیتوئیدی آهکی قلیایی بوده و در در عمق کمتر از ۸ کیلومتری سطح زمین تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *دما-فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ گرانیتوئید ممزار؛ پهنه ارومیه دختر؛ کرمان.*

مقدمه

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران [۱]، باتولیت ممزار با سن الیگوسن [۲] در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. مجموعه ماگمایی ارومیه دختر [۱] یک نوار ماگمایی به عرض ۱۵۰ کیلومتر است که از حجم قابل توجهی مواد ماگمایی وابسته به فرورانش، تشکیل شده و اوج فعالیت آن مربوط به ائوسن و الیگوسن است [۱]. مجموعه ماگمایی ارومیه دختر شامل توالی‌های آتشفشانی بازی تا اسیدی به همراه میان‌لایه‌های رسوبی کرتاسه پسین-ائوسن است [۲]. گرانیتوئیدهای الیگوسن در این مجموعه ماگمایی به درون توالی‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و گدازه‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند [۲].

پژوهش‌های پیشین در منطقه ممزار توسط [۳] بر پایه زمین-شیمی سنگ کل بوده و دما- فشارسنجی و تعیین فشار بخشی اکسیژن باتولیت ممزار تاکنون بررسی نشده است. بنابراین در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز به عنوان اصلی‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده، برای برآورد شرایط دما- فشارسنجی تشکیل گرانیتوئید ممزار و همچنین جایگاه زمین‌ساختی آن استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی ممزار در ۶۵ کیلومتری جنوب رفسنجان در استان کرمان واقع است. منطقه مورد بررسی بین طول‌های

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۷۶-۳۳۳۷۱۱۰۷۹، پست الکترونیکی: hsm_mortazavi@yahoo.co.uk

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

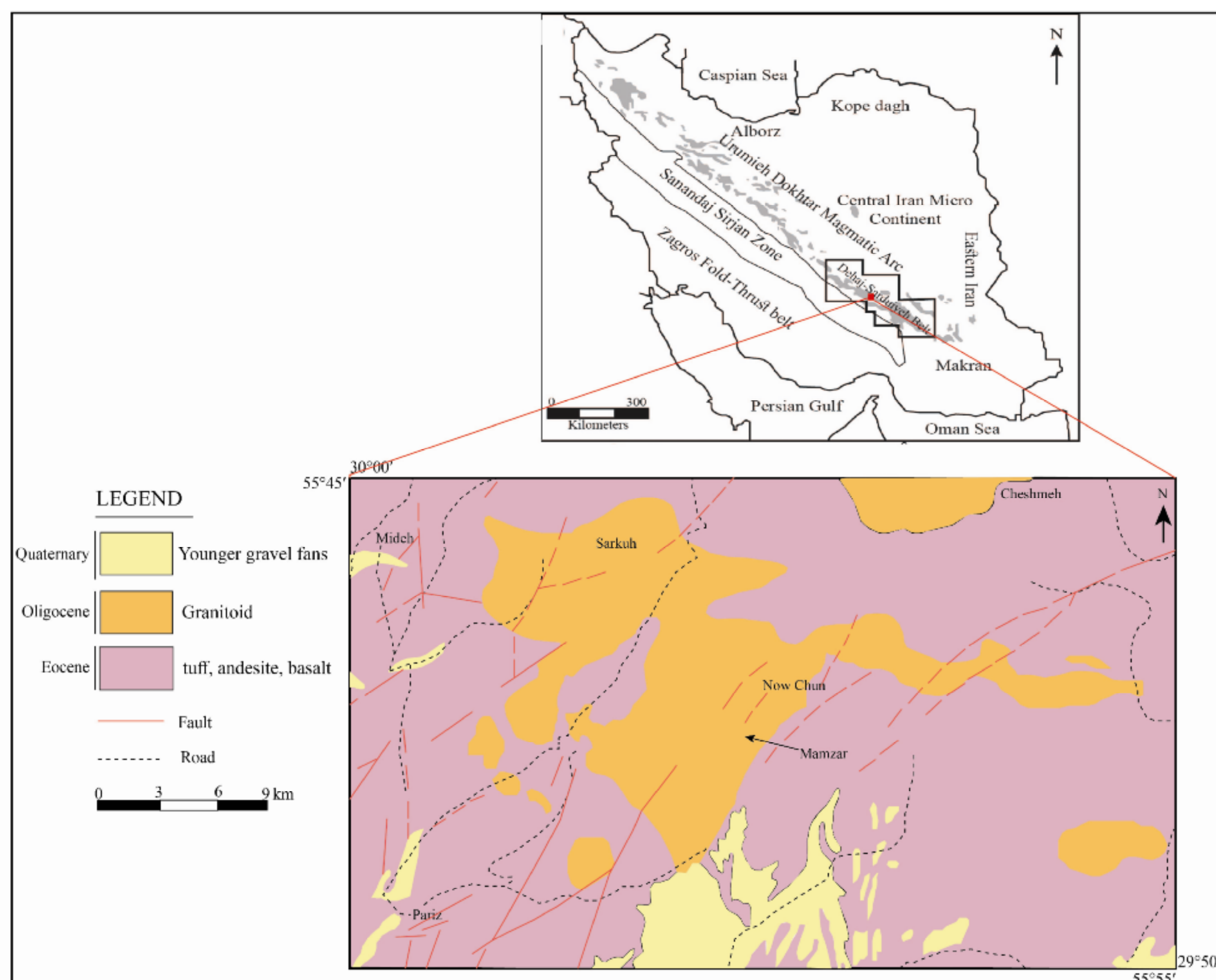
جغرافیایی ′۴۵ °۵۵ تا ′۵۵ °۵۵ و عرض‌های جغرافیایی ′۵۰ °۲۹تا ′ ۰۰ °۳۰ در جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد (شکل ۱ الف) [۲]. این توده گرانیتوئیدی بر پایه زیر تقسیمات ارائه شده در مرجع [۲] در نوار دهج – ساردوئیه جای گرفته است. در شکل‌های ۱ الف و ب جایگاه جغرافیایی منطقه مورد بررسی نشان داده شده است.

روش پژوهش

پس از پیمایش‌های صحرایی و انتخاب نمونه‌های مناسب، تعداد ۱۰۰ مقطع نازک سنگی تهیه و زیر میکروسکوپ بررسی شد که از بین آن‌ها، نمونه‌های سنگی با کمترین دگرسانی برای تهیه مقطع صیقلی و بررسی شیمی کانی‌ها انتخاب شد. به منظور شناخت و بررسی دقیق کانی‌ها و مشخص نمودن ترکیب عنصری آن‌ها، تجزیه نقطه‌ای بر کانی‌های بیوتیت (۶ نقطه)، آمفیبول (۷ نقطه) و پلاژیوکلاز(۱۱ نقطه) توسط دستگاه ریزپردازشگر الکترونی Cameca SX ۱۰۰ با ولتاژ شتاب دهنده ۲۵ kV و شدت جریان۱۰ نانو آمپر درآزمایشگاه ژئوشیمی انجمن علوم چین انجام شد.

روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

بخش عمده گرانیتوئید ممزار را سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی تشکیل داده است که بیشتر در قسمت‌های مرکزی و غرب توده گرانیتوئیدی رخنمون دارند. ترکیب کلی سنگ‌ها به طرف لبه توده گرانیتوئیدی و سرانجام در نزدیکی همبری، در حد تونالیت و دیوریت می‌شود. از نظر بافتی، بافت غالب این توده گرانیتوئیدی، دانه‌ای است.

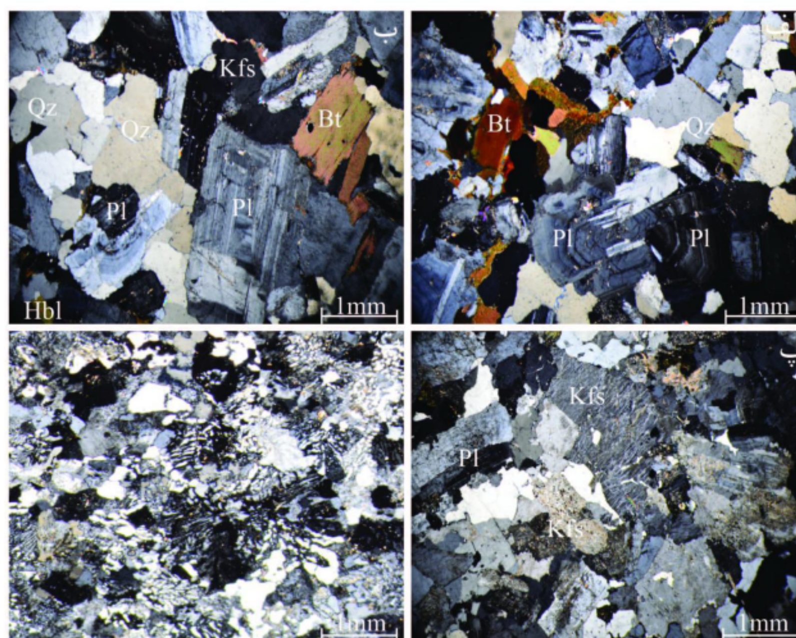


شکل ۱ (الف)- جایگاه توده گرانیتوئیدی ممزار بر تقسیمات زمین شناسی ایران بر گرفته از مرجع [۱]. (ب)- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۲] .

دیوریت: دیوریت ازکانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۹-۱۰ درصد حجمی) و کوارتز (کمتر از ۹ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای تشکیل شده است. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها هورنبلند (۲۱ درصد حجمی)، بیوتیت (۶ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۴ درصد حجمی) هستند. اسفن و آپاتیت ازجمله کانی‌های فرعی هستند. بلور-های پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار تخته‌ای و دارای ماکل چندریخت و منطقه‌بندی هستند (شکل ۲ الف). هسته بعضی از پلاژیوکلازها به سریسیت تبدیل شده است. فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) در میان کانی‌های دیگر دیده می‌شود. ماکل کارلسباد، پرتیتی و نیز بافت خال خال از عوارض موجود در فلدسپارهای پتاسیم است. بیوتیت‌ها بیشتر رنگ سبز قهوه‌ای دارند و به صورت تخته‌ای و شکل‌دار هستند.

تونالیت: تونالیت از کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۶-۶۷ درصد حجمی)، کوارتز (۲۱ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (کمتر از ۳ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۱ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۳ درصد حجمی) و کانی‌های کدر (حدود ۵ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار غیرهمسان‌دانه (شکل ۲ ب) تشکیل شده است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. کلریت، اپیدوت و سریسیت کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی و ماکل چندریخت هستند. بلورهای فلدسپار پتاسیم به صورت تخته‌ای، بی شکل و اندازه بیشتر ریز و گاه متوسط در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بلورهای کوارتز که در فضای بین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند، گاه خاموشی موجی نشان می‌دهند.

گرانودیوریت: این گروه سنگی حجم زیادی از توده نفوذی را دربرمی‌گیرد و از کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۵ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۲ درصد حجمی) و کوارتز (۲۰ تا ۲۳ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای تشکیل شده است. هورنبلند (۷ درصد حجمی) به حالت نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و به صورت بلورهای درشت تا ریز دیده می‌شود. برخی از هورنبلندها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. بیوتیت‌ها (۸ درصد حجمی) نیز به صورت شکل‌دارو نیمه شکل‌دار هستند و در برخی موارد کلریتی شده-اند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل اسفن، آپاتیت و زیرکن هستند که بلورهای اسفن به طور پراکنده در نمونه‌ها حضور دارند؛ ولی بلورهای آپاتیت و زیرکن بیشتر به صورت میانبار درون دیگر کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شوند. بافت پرتیتی از رایج ترین بافت‌های موجود در گرانودیوریت‌های منطقه مورد بررسی است (شکل ۲ پ).



شکل ۲ (الف) منطقه بندی نوسانی در پلاژیوکلاز سنگ‌های دیوریتی منطقه؛ (ب) بافت دانه‌ای در تونالیت‌های ممزار؛ (پ) رخداد پرتیتی شدن در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه؛ (ت) بافت هم‌رشدی از نوع گرانوفیری در مونزوگرانیت(نشانه‌های اختصاری عبارتند از :Pl = پلاژیوکلاز، Kfs = فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، Bio = بیوتیت، Qz = کوارتز، Hbl = هورنبلند، برگرفته از مرجع [۴]. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع XPL گرفته شده‌اند.

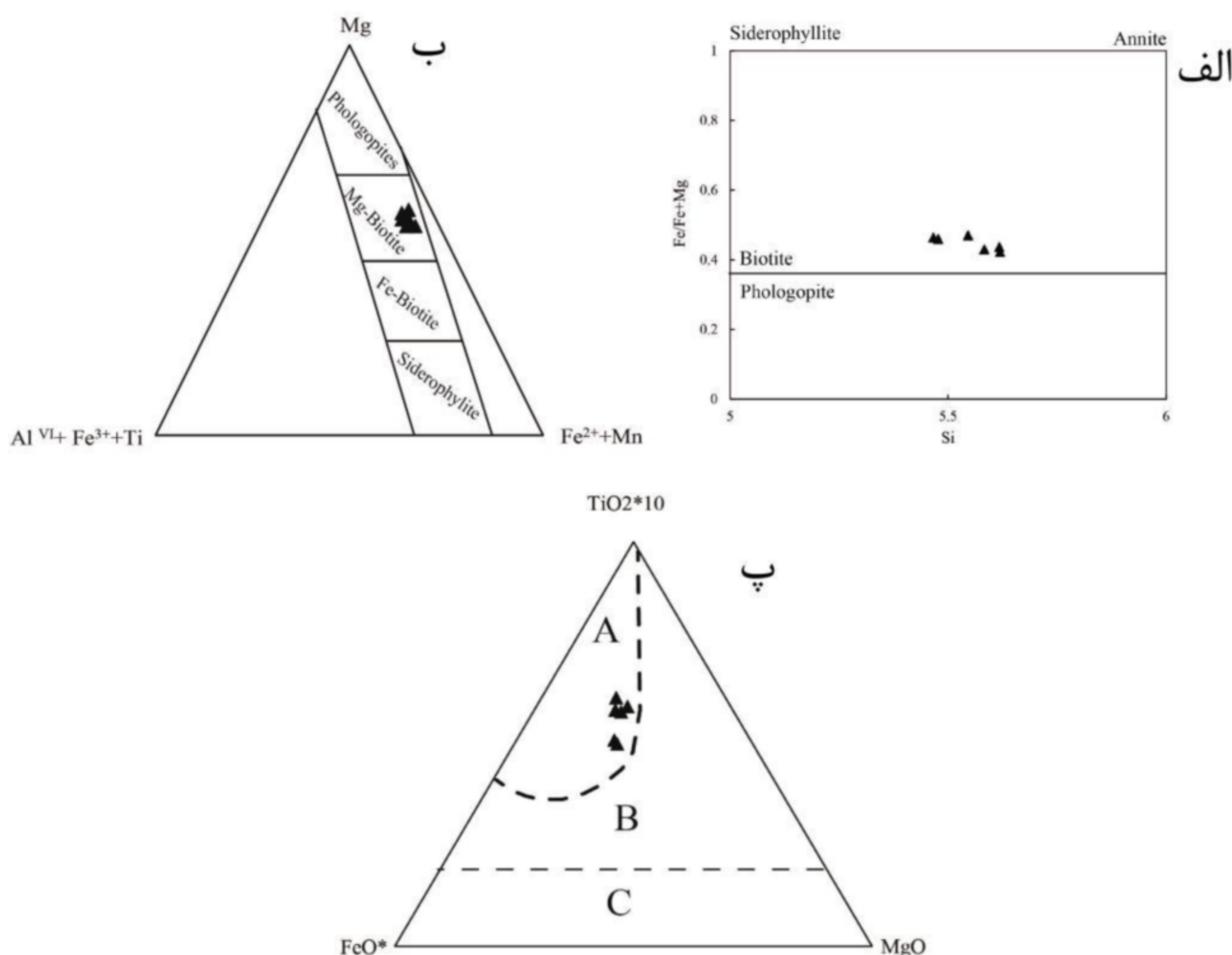
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

مونزوگرانیت: پلاژیوکلازها (۲۲ درصدحجمی) به صورت تخته‌ای، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. بلورهای کوارتز (۲۴ درصد حجمی) نیز با اندازه ریز تا متوسط در نمونه‌ها حضور دارند و گاه هم‌رشدی گرانوفیر را نشان می‌دهند (شکل۲ ت). بلورهای فلدسپارپتاسیم (۳۶ درصد حجمی) در فضای بین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند و گاه ماکل کارلسباد نشان می‌دهند. بافت اصلی آن دانه‌ای است. کانی‌های مافیک بیشتر شامل بیوتیت و هورنبلند هستند که گاهی آثاری از کلریتی شدن در آن‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی مونزوگرانیت‌ها اسفن، و زیرکن و کانی‌های کدر هستند.

بحث و بررسی

شیمی کانی‌ها

بیوتیت: بر اساس مقادیر کاتیونی Al و Fe/Fe+Mg، میکاها به چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم می‌شوند که در بین اعضای انتهایی این گروه‌ها تبادل کاتیونی Si -Al و Fe - Mg رایج است و نسبت $Fe/Fe + Mg = 0.33$ جدا کننده میکاهای بیوتیتی از فلوگوپیتی است [۵]. با توجه به این موارد، میکاهای مورد بررسی با $Fe/Fe + Mg > 0.33$ در گستره بیوتیت [۵] قرار می‌گیرد (شکل ۳ الف؛ جدول ۱) و در نمودار رده‌بندی مرجع [۵] نیز در گستره بیوتیت منیزیم‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ب). میکاهای مورد بررسی در نمودار سه تایی $(FeO + MnO) - MgO - TiO_2$ ، گستره بیوتیت‌های اولیه برآمده از تبلور ماگما، بیوتیت‌های شکل‌گرفته از دگرسانی و بیوتیت‌های برآمده از باز تبلور را از هم متمایز کرده‌اند. با توجه به شکل ۳ پ، بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی ممزار از نوع بیوتیت‌های اولیه و نتیجه تبلور ماگما هستند [۶].



شکل ۳ رده بندی میکاهای باتولیت ممزار براساس ترکیب شیمیایی آن‌ها (الف) با استفاده از نمودار مرجع [۵] و (ب)- [۵]؛ (پ)- رده بندی انواع بیوتیت‌ها به سه گروه بیوتیت‌های اولیه (A)؛ بیوتیت‌های ثانویه (B) ؛ بیوتیت‌های باز تبلور یافته (C) [۶].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

جدول ۱ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی ممزار.

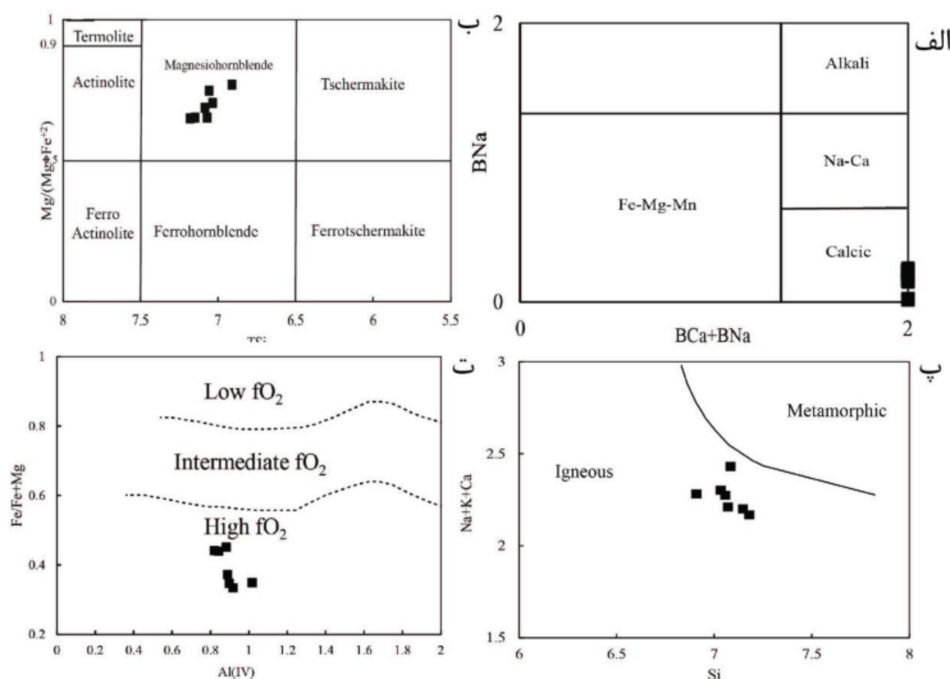
شماره نمونه	MA11	MA12	MA13	MA14	MA15	MA16
SiO_2	۳۶٫۲	۳۶٫۸۵	۳۷٫۲	۳۸٫۰۳	۳۷٫۲۷	۳۷٫۹۲
TiO_2	۵٫۰۳	۵٫۸۳	۴٫۹	۴٫۴۲	۴٫۲	۴٫۲۴
Al_2O_3	۱۳٫۲۵	۱۳٫۴۵	۱۳٫۰۲	۱۲٫۸۸	۱۲٫۱۸	۱۲٫۹۸
FeO	۱۸٫۹۴	۱۸٫۳۵	۱۹٫۱۲	۱۷٫۳۴	۱۸٫۰۲	۱۷٫۸۸
MnO	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۰۸	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳۳
MgO	۱۲٫۲۸	۱۲٫۰۹	۱۲٫۰۸	۱۳٫۲۹	۱۳٫۰۵	۱۳٫۳
CaO	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۷
Na_2O	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۲
K_2O	۹٫۷	۹٫۵	۹٫۹۸	۹٫۳۲	۱۰٫۰۱	۹٫۹۳
مجموع	۹۵٫۷۳	۹۶٫۳۹	۹۶٫۴۸	۹۵٫۷۴	۹۵٫۱۳	۹۶٫۷۷
Si	۵٫۴۶۶	۵٫۴۷۷	۵٫۵۴۵	۵٫۶۱۹	۵٫۶۱۷	۵٫۵۸۳
Al iv	۲٫۳۵۸	۲٫۳۵۶	۲٫۲۸۸	۲٫۲۴۳	۲٫۱۶۴	۲٫۲۵۳
Al vi	۰٫۲۷	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۴
Ti	۰٫۵۷	۰٫۶۵	۰٫۵۵	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۷
Fe	۲٫۳۹	۲٫۲۸	۲٫۳۸	۲٫۱۴	۲٫۲۷	۲٫۲۰
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Mg	۲٫۷۶	۲٫۶۸	۲٫۶۸	۲٫۹۳	۲٫۹۳	۲٫۹۲
Ca	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳
K	۱٫۸۷	۱٫۸۰	۱٫۹۰	۱٫۷۶	۱٫۹۲	۱٫۸۶
Fe/Fe+Mg	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۴۳

آمفیبول: آمفیبول‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند که برای رده‌بندی آن‌ها و نیز سایر محاسبات از جمله فشارسنجی و دماسنجی تجزیه شده‌اند که نتایج آنها در جدول ۲ آورده شده است. گستره‌ی Si آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی، ۶٫۹ تا ۷٫۱۷ اتم در واحد فرمولی و مقدار Na_2O آن‌ها ۰٫۰۶تا۰٫۱۸ است (جدول ۲). بر اساس رده‌بندی مرجع [۷]، همه آمفیبول-های تجزیه شده جزو گروه آمفیبول‌های کلسیمی هستند و در زیرگروه منیزیو هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب). آمفیبول‌های آذرین و دگرگون بر پایه نمودار تغییرات Si نسبت به مجموع کاتیون‌های Na+Ca+K از هم جدا می‌شوند [۸]. به عقیده لیک و همکاران [۷]، آمفیبول‌های ماگمایی کمتر از ۷٫۳ سیلیس دارند، در حالی که آمفیبول‌هایی با سیلیس بیش از ۷٫۳ بر اثر فرایند زیر خط انجماد تشکیل شده‌اند [۱۰،۹] .بنابراین با توجه به مقادیر سیلیس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های برآمده از تبلور ماگما قرار گرفته [۸] و از انواع برآمده از فرایند دگرگونی جدا شده‌اند (شکل ۴ پ). درصد وزنی اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 در مگنزیوهورنبلندها پایین است (جدول ۲) که به ترتیب، نشان‌دهنده تبلور آمفیبول در شرایط فشار پایین و گریزندگی بالای اکسیژن است [۱۱]، به طوری که بر اساس نمودار Fe/Fe+Mg نسبت به Al^{IV} [۱۲]، آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی ممزار نیز در گستره گریزندگی بالای اکسیژن قرار می‌گیرند (شکل۴ ت).

پلاژیوکلاز: به منظور نامگذاری پلاژیوکلازها از نمودار آلبیت–آنورتیت-اورتوکلاز استفاده شد [۱۳]. نتایج تجزیه این کانی‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در توده گرانیتوئیدی ممزار آندزین است (شکل ۵ الف). در برخی موارد، پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی عادی و نوسانی بوده و مقدار آلبیت در آن‌ها ۵۲٫۲۹ تا ۶۳٫۲۳ درصد است (جدول ۳). الگوبندی بلورهای پلاژیوکلاز در شکل ۵ ب نشان داده شده است. آمیختگی ماگمایی [۱۴]، تغییر ترکیب شیمیایی ماگما [۱۵]، تغییرات فشار بخار آب [۱۶]، عدم تعادل شیمیایی [۱۷] و تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده کانی نسبت به سطح بلور [۱۸] از دلایل منطقه‌بندی به ویژه منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها هستند.

جدول۲ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی آمفیبول‌های بررسی شده به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن.

شماره نمونه	MA1	MA2	MA3	MA4	MA5	MA6	MA7
SiO_2	۴۹٫۲۱	۴۹٫۳۷	۴۸٫۴۳	۴۸٫۸۷	۴۸٫۲۴	۴۸٫۰۱	۴۸٫۶۶
TiO_2	۰٫۸۴	۰٫۸۶	۰٫۹۴	۱٫۳۶	۱٫۶۷	۱٫۲۷	۱٫۲۵
Al_2O_3	۴٫۹۲	۴٫۸۴	۵٫۱۳	۵٫۲۸	۵٫۱۷	۶	۵٫۷۶
FeO*	۱۷٫۵۸	۱۷٫۵۴	۱۸٫۰۱	۱۳٫۸۹	۱۴٫۷۵	۱۴٫۱۷	۱۳٫۰۷
MnO	۰٫۵۲	۰٫۵۳	۰٫۵۷	۰٫۵۰	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۲۳
MgO	۱۲٫۵۷	۱۲٫۴۵	۱۲٫۲۹	۱۴٫۶۷	۱۳٫۹۸	۱۴٫۸۳	۱۴٫۶۱
CaO	۱۱٫۴۹	۱۱٫۳۳	۱۱٫۳۶	۱۱٫۶۱	۱۱٫۸۰	۱۲٫۰۲	۱۲٫۷۰
Na_2O	۱٫۰۶	۱٫۰۲	۱٫۱۱	۱٫۳۳	۱٫۲۰	۱٫۲۱	۱٫۲۷
K_2O	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۶۴	۰٫۵۸	۰٫۶۵	۰٫۵۰	۰٫۵۰
مجموع	۹۸٫۸۰	۹۸٫۵۶	۹۸٫۴۹	۹۸٫۱۱	۹۷٫۹۳	۹۸٫۴۱	۹۸٫۰۶
Si	۷٫۱۵	۷٫۱۸	۷٫۰۷	۷٫۰۶	۷٫۰۳	۶٫۹۱	۷٫۰۸
Ti	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۴
Al	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۸	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۱٫۰۲	۰٫۹۹
Fe	۲٫۱۴	۲٫۱۳	۲٫۲۰	۱٫۶۸	۱٫۸۰	۱٫۷۱	۱٫۵۹
Mn	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Mg	۲٫۷۲	۲٫۷۰	۲٫۶۷	۳٫۱۶	۳٫۰۴	۳٫۱۸	۳٫۱۷
Ca	۱٫۷۹	۱٫۷۷	۱٫۷۸	۱٫۸۰	۱٫۸۴	۱٫۸۵	۱٫۹۸
Na	۰٫۳۰	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۴	۰٫۳۶
K	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹
$(Ca+Na)_B$	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Na_B	۰٫۲۱	۰٫۰۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۰۲
$Mg/Mg+Fe^{+2}$	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۷۵	۰٫۰۷۱	۰٫۷۷	۰٫۶۹

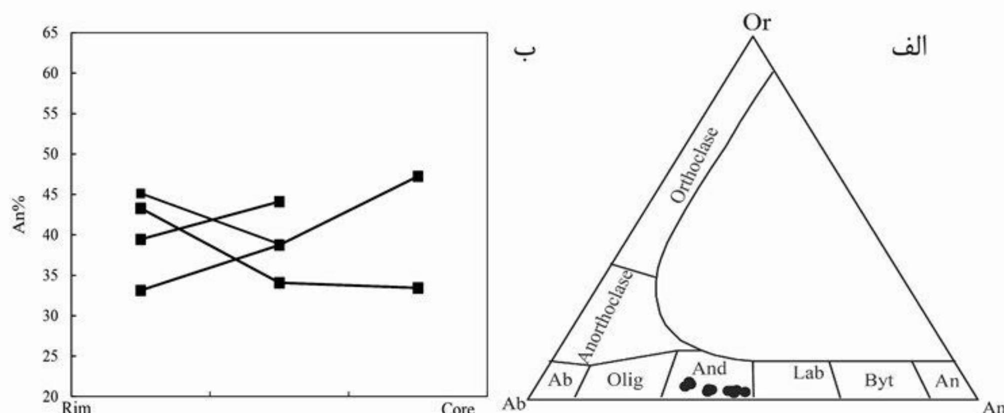


شکل۴ (الف) نمودار تقسیم بندی کلی آمفیبول‌ها؛ (ب) گستره ترکیبی آمفیبول‌های موجود در باتولیت ممزار بر نمودار رده بندی آمفیبول‌ها [۷]؛ (پ) جداسازی آمفیبول‌های برآمده از فرایند آذرین و آمفیبول‌های شکل‌گرفته از دگرگونی به روش شاری [۸]؛ (ت) نمودار $Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به Al^{IV} و جایگاه آمفیبول‌های مورد بررسی بر آن [۱۲].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

جدول۳ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی پلاژیوکلازهای توده گرانیتوئیدی ممزار.

شماره نمونه	MA11	MA12	MA13	MA14	MA15	MA16	MA17	MA18	MA19	MA20	MA21
	مونزوگرانیت	مونزوگرانیت	مونزوگرانیت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	تونالیت	تونالیت	دیوریت	دیوریت	دیوریت
	لبه		مرکز	لبه		مرکز	مرکز		لبه		مرکز
SiO_2	۶۱٫۷۷	۶۰٫۱۴	۵۸٫۸۲	۵۸٫۳۴	۶۰٫۵۶	۶۱٫۷۵	۶۰٫۲۸	۵۸٫۷۵	۵۸٫۵۰	۵۸٫۵۹	۵۹٫۰۸
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۷	۰٫۰۳۶	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۴۲	۰٫۰۲۹
Al_2O_3	۲۴٫۳۰	۲۴٫۵۴	۲۶٫۳۲	۲۵٫۶۷	۲۳٫۷۸	۲۳٫۴۷	۲۵٫۴۰	۲۵٫۹۲	۲۴٫۹۸	۲۲٫۱۵	۲۵٫۵۲
FeO	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۱۶	۰٫۲۸	۰٫۲۱	۳٫۴۴	۰٫۱۹
MnO	۰	۰	۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۴	۰٫۱۱۷	۰
MgO	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰	۰٫۰۲۱	۱٫۱۹۴	۰
CaO	۷٫۲۶	۸٫۲۷	۹٫۷۵	۹٫۰۴	۷٫۴۴	۷٫۰۴	۸٫۱۶	۹٫۱۹	۹٫۱۰	۹٫۲۳	۸٫۴۱
Na_2O	۶٫۹۳	۶٫۲۳	۵٫۲۳	۵٫۶۷	۶٫۷۳	۶٫۵۰	۵٫۹۷	۵٫۵۷	۵٫۴۰	۵٫۳۵	۶٫۳۸
K_2O	۰٫۴۰	۰٫۳۱	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۲۴
Si	۲٫۴۵	۲٫۴۱	۲٫۳۴	۲٫۳۵	۲٫۴۴	۲٫۴۸	۲٫۴۰	۲٫۳۵	۲٫۳۸	۲٫۳۴	۲٫۳۷
Al	۱٫۲۸	۱٫۳۱	۱٫۴۰	۱٫۳۸	۱٫۲۸	۱٫۲۶	۱٫۳۵	۱٫۳۸	۱٫۳۵	۱٫۱۸	۱٫۳۶
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۲۷	۰٫۰۲
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۱۰	۰
Ca	۰٫۵۸	۰٫۶۶	۰٫۷۸	۰٫۷۳	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۰٫۶۵	۰٫۷۳	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۶۷
Na	۱٫۱۰	۱٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۹۱	۱٫۰۸	۱٫۰۴	۰٫۹۵	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۸۵	۱٫۰۲
K	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Or	۳٫۶۳	۲٫۸۹	۲٫۱۲	۲٫۴۱	۴٫۲۵	۴٫۸۵	۲٫۷۷	۲٫۴۳	۱٫۸۳	۲٫۵۸	۲٫۱۹
Ab	۶۳٫۲۴	۵۸٫۳۷	۵۰٫۶۴	۵۴٫۳۰	۶۱٫۶۷	۶۱٫۷۲	۵۷٫۷۸	۵۳٫۴۶	۵۳٫۲۷	۵۲٫۲۹	۵۸٫۹۶
An	۳۳٫۱۳	۳۸٫۷۴	۴۷٫۲۴	۴۳٫۳۰	۳۴٫۰۸	۳۳٫۴۳	۳۹٫۴۵	۴۴٫۱۱	۴۴٫۹۰	۴۵٫۱۲	۳۸٫۸۵



شکل ۵ (الف) رده‌بندی پلاژیوکلازهای باتولیت ممزار؛ (ب) الگوی منطقه بندی بلورهای پلاژیوکلاز از لبه به مرکز در دیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت‌های باتولیت ممزار.

زمین دما- فشارسنجی

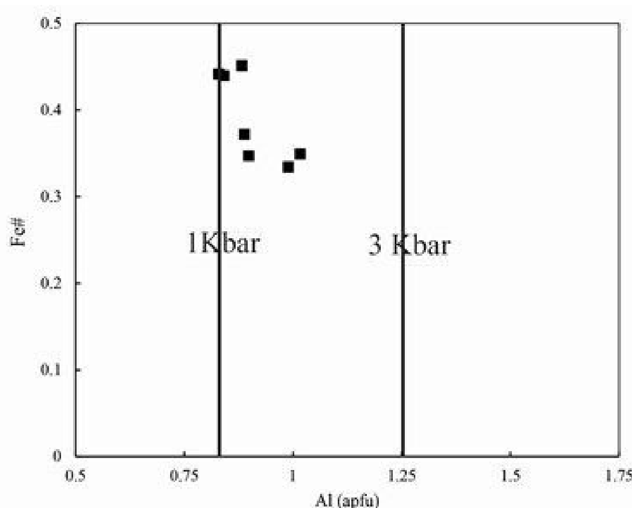
با توجه به این که آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما و فشارسنجی در سنگ‌های آهکی قلیایی هستند و در گستره وسیعی از فشارها از ۱ تا ۲۳ کیلو بار و در دماهای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدارند [۷-۱۹]. به طور کلی روش‌های مختلفی وجود دارد که اساس آن‌ها ترکیب شیمیایی یک یا دو یا چند کانی باهم است. در این پژوهش از دو روش بر پایه مقدار Al در هورنبلند و بر پایه زوج هورنبلند-

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

پلاژیوکلاز استفاده شده است. که در ادامه شرح هر یک از روش‌ها به همراه نتایج دما- فشار سنجی آورده شده و سپس با استفاده از این نتایج، گریزندگی و عمق نفوذ و جایگیری توده تعیین می‌شود.

فشارسنجی بر پایه مقدار Al در هورنبلند: از آنجاکه مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ برای آمفیبول‌های مورد بررسی ۰٫۳۳ تا ۰٫۴۵ و در گستره صفر تا ۰٫۶ (گریزندگی اکسیژن بالا) است که برای فشارسنجی مناسب هستند، از این کانی برای فشارسنجی بر اساس مقدار Al استفاده می‌شود [۱۹]. محاسبه مقادیر Al^{VI} و Al^{total} اساس سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است [۲۰-۲۲]. بر اساس پارامتر Al_{total} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$, [۲۳] آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی ممزار در گستره فشار ۱ تا ۳ کیلو بارمتبلور شده‌اند (شکل ۶) و نتایج فشار سنجی با استفاده از روش‌های مختلف (جدول ۴) [۲۴]، میانگین فشار را ۱٫۱۴ کیلوبار برآورد می‌کنند.

دماسنجی برپایه روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها و هورنبلندهای در مجاور هم که شرایط تعادل آن‌ها برقرار باشد برای دماسنجی مفید هستند. استفاده از این زوج کانی در سنگ‌های آذرین با حضور و بدون حضور کوارتز امکان پذیر است. بر اساس واسنجی مرجع [۲۵] که قابلیت استفاده در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیوبار را داراست، نتایج دماسنجی با این روش در جدول ۴ ارائه شده است. برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز از رابطه $T = ۶۵۴٫۹ + ۲۵٫۳ P$ نیز استفاده شد [۲۶]. بر اساس این رابطه دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز، کمترین و بیشترین فشار برآورد شده بر اساس پارامتر Al_{total} در آمفیبول‌ها (جدول ۴)، ۶۶۰ تا ۷۰۱ درجه سانتی گراد و با در نظر گرفتن کمترین و بیشترین فشار بر اساس مقدار Al_{total} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ (۱ تا ۳ کیلوبار، شکل ۶) ۶۸۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی گراد برآورد می‌شود.



شکل ۶ نمودار نسبت Alکل (در واحد فرمولی) بر عدد آهن [۲۳] که نشان‌دهنده تشکیل هورنبلندها در گستره فشاری بین ۱ تا ۳ کیلوبار است.

جدول ۴ محاسبه دما و فشار نمونه‌های باتولیت ممزار به روش‌های مختلف.

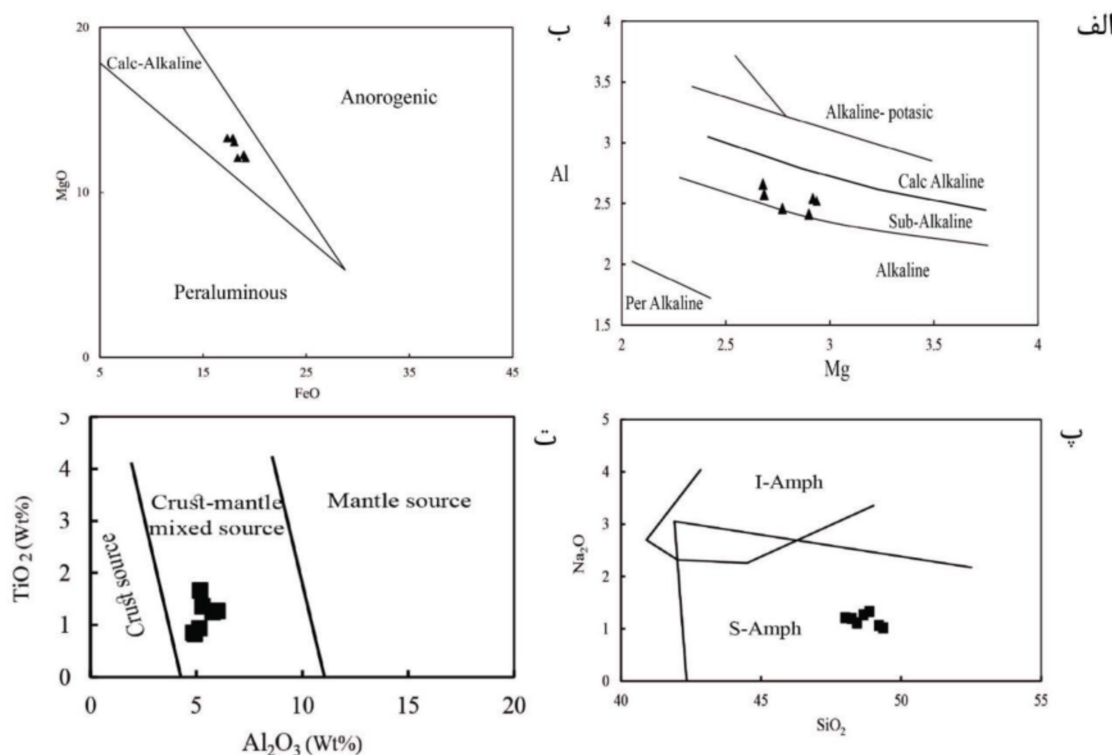
متوسط	بیشینه	کمینه	روش
فشار (کیلوبار)			
متوسط	بیشینه	کمینه	براساس مقدار آلومینیوم در هورنبلند
۰٫۸۱	۱٫۱۹	۰٫۴۴	[۲۴]
۱٫۱۴	۱٫۸۳	۰٫۴۵	[۲۳]
۱٫۱۴	۱٫۶	۰٫۶۹	[۱۲]
دما (سانتی گراد)			
۷۰۴٫۴۱	۷۶۷٫۴۸	۶۵۵٫۶۷	[۲۳]
			بر پایه زوج کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز همزیست
۶۷۷	۷۶۴	۵۹۰	[۲۵]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

تعیین محیط زمین‌ساختی

ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگما، گریزندگی اکسیژن [۲۷] دمای مذاب [۲۸] و خاستگاه گرانیت‌ها [۶-۲۹] است و براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی مورد بررسی را تعیین کرد. ترکیب بیوتیت‌ها در نمودار Al_T نسبت به Mg که برای تمایز سری‌های ماگمایی مختلف طراحی شده است [۶]، در گستره بیوتیت‌های وابسته به سنگ‌های نیمه قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۷ الف). عبدالرحمان [۲۹] عقیده دارد که مقدار Fe و Mg اولیه در ماگما، عاملی است که بر نسبت FeO، Al_2O_3 و MgO بیوتیت‌های آذرین تاثیر به سزایی دارد، به طوری که در نمودار تغییرات MgO نسبت به FeO [۲۹] همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های آهکی قلیایی نواحی کوهزایی واقع شده‌اند (شکل ۷ ب).

با استفاده از ترکیب آمفیبول‌ها که با توجه به بررسی قطعات بیگانه سنگ‌های گوشته‌ای مشخص شده‌اند [۳۰،۳۱] می‌توان محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آذرین را تعیین کرد. نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O برای تفکیک محیط‌های بالای فرورانش و میان صفحه‌ای از هم ارائه شده است [۳۲]. بر این اساس، آمفیبول‌های مربوط به گوه گوشته‌ای در بالای پهنه فرورانش، Na_2O پایین‌تری نسبت به انواع میان صفحه‌ای دارند [۳۲]. بر پایه نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی-ماگمایی مرجع [۳۲]، آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط بالای فرورانش (ابرفرورانشی) قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ). به عقیده بسیاری از پژوهشگران [۳۳،۳۴] حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانه وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است [۱۹]، زیرا مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I زیاد است و منجر به تبلور هورنبلند می‌شود. با استفاده از فراوانی اکسیدهای تیتانیوم و آلومینیوم موجود در آمفیبول، خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای تفکیک شده است [۳۵]. بر اساس نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 (بر حسب درصد اکسید) ترکیب آمفیبول‌ها نمایان‌گر دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌هاست (شکل ۷ ت).



شکل۷ تعیین ماهیت ماگمایی با ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های باتولیت ممزار در نمودار (الف)-Mg نسبت به Al [۶] و (ب) FeO نسبت به MgO [۲۹]؛ (پ) رده بندی زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها که آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط بالای پهنه فرورانش(S-Amph) قرار می‌گیرند [۳۲]. (آمفیبول‌های میان صفحه‌ای: I-Amph) ؛(ت)- نمودارTiO_2-Al_2O_3 که بیانگر ترکیب ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل هورنبلندهاست [۳۵].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

عمق جایگزینی توده گرانیتوئیدی ممزار

با توجه به نتایج فشارسنجی بر اساس مقدار Al در هورنبلند می‌توان عمق جایگیزینی سنگ‌های آذرین نفوذی را نیز برآورد کرد. مجموعه کانی‌های همراه با هورنبلند در کنار مذاب و فاز سیال، بنابر بررسی‌های بلاندی و همکارش [۲۵]، در دمایی نزدیک به دمای انجماد به تعادل می‌رسد. پس از انجماد و سرد شدن ماگما، سیر دستیابی به وضع تعادل با کانی‌های نام برده کند شده و سپس به طور کامل متوقف می‌شود. در این صورت، ترکیب هورنبلند بازتابی از عمق تشکیل این کانی است که در آن عمق، ماگما منجمد و جایگزین شده است [۲۵]. بنابر نتایج فشارسنجی، گرانیتوئید ممزار در عمقی معادل با گرانیتوئیدهای کم عمق جایگزین شده است. عدم وجود دایک‌های شعاعی، نبود رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای دما بالا، فقدان میگماتیت و نیز داده های فشارسنجی همه شواهدی بر این موضوع هستند که عمق تبلور و جایگزینی توده مورد بررسی بیش از ۸ کیلومتر نبوده است.

برداشت

توده گرانیتوئیدی ممزار که در بخش جنوب‌شرقی کمان ماگمایی ارومیه‌دختر رخنمون دارد، شامل از چهار واحد سنگ-شناختی، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت است. این واحدها به سری سنگی آهکی قلیایی و گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند. تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده بر کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز بیانگر این است که ترکیب بیوتیت از نوع منیزیم دار بوده و آمفیبول موجود در توده مورد بررسی، کلسیمی هستند و در زیر گروه منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازهای واحدهای مختلف سنگی در توده گرانیتوئیدی ممزار از نوع آندزین هستند. تغییرات ترکیبی درصد آنورتیت پلاژیوکلازها به سبب وجود تغییر در مقدار بخار آب طی تبلور ماگما، افت ناگهانی فشار در زمان تبلور یا آلایش ماگمایی است. میانگین فشار محاسبه شده به روش‌های مختلف بر پایه مقدار Al موجود در هورنبلند ۱٫۱۴ کیلوبار براورد شد، که گویای جایگزینی این توده در عمق کمتر از ۸ کیلومتری پوسته است. دماسنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز کمترین و بیشترین دمای به تعادل رسیدن این دو زوج کانی را به ترتیب ۶۶۰ و ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد براورد می‌کند. بررسی شیمی کانی‌ها بیانگر دخالت هر دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای در بوجود آمدن ماگمای مادر این توده است. بر اساس نتایج تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول، گریزندگی اکسیژن به نسبت بالا در زمان تبلور توده گرانیتوئیدی ممزار مسلم است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی مجتمع مس سرچشمه رفسنجان انجام شده است که بدین وسیله از همکاری ارزنده آن‌ها و همچنین از جناب آقای مهندس حسین تقی‌زاده و جناب آقای مهندس مجید خسروجردی قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Alavi M., *"Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations"*. Tectonophysics 229(1994)211-238.

[2] Dimitrijevic M.D., *"Sarduiyeh geological map: Iran Geological Survey"*, scale 1:0000000, 1sheet (1973).

[3] Dargahi S., *"Miocene post-collision magmatism in region between Sar Cheshmeh and Shahr Babak, southwestern Kerman: investigation of isotopic data petrogenetic analysis geodynamic model for granitoid bodies, and role of adakitic magmatism in development of copper mineralization"*, PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2007).

[4] Whitney D.L., Evans B.W., "*Abbreviations for names of rocks- forming minerals*", American Mineralogist 95(2010) 185-187.

[5] Speer J. A., *"Mica in igneous rocks. In: Micas (Ed. Bailey, S. W.) Mineralogy Society"*, American. 13(1984) 299-356.

[6] Nachit H., *"Contribution a l e' tude analytique et experimental des biotite des granitoids Applications typologiques"*. PhD thesis, De L Universite, De Bretagne, Occidentale (1986).

[7] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J. Krivovichev V. G.,

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?", Contributions to Mineralogy and Petrology, 136(1999) 331-344.

[16] Bateman R., "*The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers*", Earth-Science Reviews, 39(1995) 91-106.

[17] Haase C., "*Oscillatory zoning in plagioclase feldspar*"Science, 209(1980) 272-274.

[18] Bottinga Y. A., Kudo D., Weill, "*Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase*" , American Mineralogist, 51 (1966).

[19] Stein E., Dietl E., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald"*. Mineralogy and Petrology 72(2001) 185-207.

[20] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., "*Mineral chemistry, determine of temperature and pressure and study role of Al in biotite for Cu mineralization in Jebal Barez granitoid (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 71-84 (2017).

[21] Honarmand M., Rashidnejad Omran N., Emami H., Nabatian Gh., *"Using chemistry of amphibole and feldspar minerals in study of petrogenetic of Middle Miocene granitoid, west of Kashan (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy147-158 (2016).

[22] Ghodsi M.H., Bomeri M., Bagheri S., *"Using chemistry of amphibole mineral in study of thermobarometere of Bazman granitoid, NE of Iran (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 596-585 (2016).

[23] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer"*. Contributions to mineralogy and petrology 110(1992)304-310.

[24] Hammarstrom J.M., Zen E.A., *"Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

Linthout K., Laird J., Mandarino J,,. Maresch W. V., NickelE. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J.W., and Youzhi G., Report. *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names"*. Mineralogical magazine 61(1997) 295-321.

[8] Sial A. N., Ferreira V. P., Fallick A. E., Jeronimo M., Cruz M., *"Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil"*. Journal of South American Earth Sciences 11(1998) 457-471.

[9] Agemar T., G., Wörner and A., Heumann "*Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 136 (1999) 331-344.

[10] Chivas A. R., *"Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization"*. Contribution to Mineralogy and Petrology 78(1981) 389-403.

[11] Soltani A., Carr P. F., *Thermobarometry of Ca-amphibole in a typical low- temperature I-type granite from Kashmar, Iran"*. Journal of Technology and Education 1(2007) 47-54.

[12] Anderson J. L., Smith D. R., *The effects of temperature and on the Al-in-hornblende barometer"*. American Mineralogist 80(1995) 549-559.

[13] Deer W. A., Howie R. A., Zussman, J., *"An introduction to the rock-forming minerals"*. Longman Scientific and Technical Hong Kong, (1992).

[14] NBr S.T., A.M. soN, "*Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression*", American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.

[15] Agemar T., G., Wörner, A., Heumann, "*Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]

[25] Blundy J. D., Holland T. J., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer"*. Contributions to mineralogy and petrology 104(1990)208-224.

[26] Vyhenal C. R., Mc Sween H. Y., Speer J. A., *"Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*. American Mineralogist 76(1991) 176-188.

[27] Partin E., Hewitt D. A., Wones D. R., *"Quantification of ferric iron in biotite"*. Geological Society American, American (1983).

[28] Abbot R. N., Clarke, D. B., *"Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for (H_2O)<1"*. Canadian Mineralogist 17(1979)549-560.

[29] Abdel- Rahman A. M., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas"*. Journal of Petrology 35 (1994) 525-541

[30] Jamshidi Badr M., Khademi Parsa M., Masudi F., "Thermo-*barometery of Servian granitoid using mineral chemistry of amphibole and feldspare (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 819-830(2016) 4 .

[31] Esmaeli D., Shabani A., Najjar H., Rezaei M., *"Using of mineral chemistry to determine thermo-barometery of Save granitoid, central Iran (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 417-430 (2014) 3.

[32] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*. Lithos 99 (2007) 68-84.

[33] Chappell B. White A., *"Two contrasting granite types"*. Pacific geology 8 (1974) 173-174.

[34] Clemens J. D., Wall V. J., *"Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics"*. Contribution to Mineralogy and Petrology 88 (1984) 354-371.

[35] Jiang C., An S., *"On chemical characteristics of calcific amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance"*. Journal of Mineralogy and Petrology 3 (1984) 1-19.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.123]